

Article, Published Version

**Gurwell, B.R.**

## **Grundsätzliche Anmerkungen zur langfristigen Abrasionswirkung und ihrer Quantifizierung**

Mitteilungen der Forschungsanstalt für Schifffahrt, Wasser- und Grundbau; Schriftenreihe Wasser- und Grundbau

---

Verfügbar unter/Available at: <https://hdl.handle.net/20.500.11970/106261>

Vorgeschlagene Zitierweise/Suggested citation:

Gurwell, B.R. (1989): Grundsätzliche Anmerkungen zur langfristigen Abrasionswirkung und ihrer Quantifizierung. In: Mitteilungen der Forschungsanstalt für Schifffahrt, Wasser- und Grundbau; Schriftenreihe Wasser- und Grundbau 54. Berlin: Forschungsanstalt für Schifffahrt, Wasser- und Grundbau. S. 22-39.

### **Standardnutzungsbedingungen/Terms of Use:**

Die Dokumente in HENRY stehen unter der Creative Commons Lizenz CC BY 4.0, sofern keine abweichenden Nutzungsbedingungen getroffen wurden. Damit ist sowohl die kommerzielle Nutzung als auch das Teilen, die Weiterbearbeitung und Speicherung erlaubt. Das Verwenden und das Bearbeiten stehen unter der Bedingung der Namensnennung. Im Einzelfall kann eine restriktivere Lizenz gelten; dann gelten abweichend von den obigen Nutzungsbedingungen die in der dort genannten Lizenz gewährten Nutzungsrechte.

Documents in HENRY are made available under the Creative Commons License CC BY 4.0, if no other license is applicable. Under CC BY 4.0 commercial use and sharing, remixing, transforming, and building upon the material of the work is permitted. In some cases a different, more restrictive license may apply; if applicable the terms of the restrictive license will be binding.



## Grundsätzliche Anmerkungen zur langfristigen Abrasionswirkung und ihrer Quantifizierung

B. R. Gurwell

Wasserwirtschaftsdirektion Küste, Warnemünde

### 1. Einführung zum Abrasionsgeschehen

Die in diesem Beitrag darzulegenden Vorstellungen wurden u. a. im Anschluß an verschiedene Arbeiten VOLLBRECHT's entwickelt. Daraus sich ergebende Konsequenzen werden aufgezeigt, nicht zuletzt als Grundlage für weitere Diskussionen zu diesem Problemkreis. Dabei erfolgt eine ausdrückliche Beschränkung auf Abtragsküsten (im Sinne von GURWELL, WEISS, ZIELISCH 1982), d. h. auf solche Küsten, an denen sich keine zeitlich gerichtete Sedimentakkumulation vollzieht. Vorzugsweise gilt dies für nahezu alle aktiven Steilküsten der DDR, daneben aber auch für Flachküsten, die in einem bilanzbestimmend abrasiven Bereich liegen. Zur Verdeutlichung des ufernormalen Geschehens wird auch darauf verzichtet, den modifizierenden Einfluß des Längstransportes darzustellen.

Auf Grund praktischer Anforderungen müssen in dieser Arbeit einige Begriffe neue eingeführt werden (Abrasionsvolumen, Abrasionsindex, Schüttungsvolumen, Schüttungsindex, kritische Wassertiefe), die unter 2., 3. und 4. ausführlich erläutert werden.

Bereits in vielen älteren Arbeiten wird übereinstimmend unter Abrasion die, durch Wellen ausgelöste abtragende Wirkung des Wasserkörpers auf die am Ufer und auf der Schorre anstehenden Sedimente verstanden. In den Vordergrund der Abrasionsbeschreibung wurde dann der Mechanismus der Kliffunterschneidung gestellt, der durch den bekannten Rhythmus grob beschreibbar ist: Brandungsbedingte Hohlkehlenbildung - Kliffnachbruch - Abtransport des Abbruchmaterials durch Welleneinwirkung - erneute Hohlkehlenbildung. Besonders v. BÜLOW (1960) weist darauf hin, daß mit diesen Uferprozessen eine Abschrägung der seeseitigen Schorrekannte einhergeht, so daß bei verlangsamtem Kliffrückgang eine Verstellung der Schorre erfolgt, während umgekehrt eine Verbreiterung der Schorre eine Reduzierung des Kliffrückgangs zur Folge hat. Diesen entscheidenden Zusammenhang zwischen Schorreentwicklung einerseits und Kliffrückgang andererseits gilt es festzuhalten und konsequent zu verfolgen. Dies bedeutet u. a., daß der tendenzielle Abrasionsfortschritt eine Funktion des Abrasionswiderstandes ist, jedoch weni-

ger der Ufergesteine (wie bei v. BÜLOW 1960) als vielmehr der Schorrege-  
steine. Hervorgehoben sei, daß es nach diesen Vorstellungen auch lang-  
fristig kein "Totlaufen" der Abrasion geben kann, sondern prinzipiell ein  
unbegrenzter Kliffrückgang möglich ist, sofern er nicht durch Sediment-  
schüttung aus dem Längstransport (s. u.) kompensiert wird. Dies stimmt  
auch mit Vorstellungen namhafter Geomorphologen überein, die den Schelf als  
Abrasionsplatte ansehen, die im Pleistozän, bei entsprechend niedrigen  
Wasserständen, gebildet wurde.

Bei kurzfristiger Betrachtung der Abrasion läßt sich der Prozeß in zahl-  
reiche Einzelergebnisse zerlegen, die häufig in einen marinen und einen  
terrestrischen Faktorenkomplex zusammengefaßt werden. Hinsichtlich der ma-  
rinen Wirkungen weist v. BÜLOW (1960) darauf hin, daß die Abrasion nur zum  
geringen Teil auf die direkte Welleneinwirkung zurückzuführen sei. Der  
Hauptteil der Wirkung wird dagegen auf den in Leitbahnen konzentrierten  
Sog zurückgeführt, der so eine echte, lineare, submarine Erosion bewirkt.  
Solche Leitbahnen sind durch Gesteinsinhomogenitäten, Klüftung, Depres-  
sionen oder auch antropogene Eingriffe (z. B. Buhnen) vorgezeichnet. Sie  
bewirken die Energiekonzentration, die zu einer reich reliefierten Abra-  
sionsplatte mit teilweise echt fluviatilen Grobsedimenten führt. Dies  
stimmt mit eigenen Beobachtungen ebenso überein, wie mit denen von WEFER  
und FLEMMING (1976). Der Komplex der terrigenen Prozesse des Kliffrück-  
gangs wird vielfach mit geotechnischen Methoden analysiert. Dabei werden  
z. B. Plastizitätsindex, Kohäsionskraft und Scherfestigkeit bestimmt, die  
Standfestigkeit des Kliffs eingeschätzt und Schlußfolgerungen zum Rück-  
gangsmechanismus des Kliffhanges gezogen (z. B. SÄNGER 1985, KUHRT 1986,  
RICHTER u. a.).

Dabei darf jedoch nicht übersehen werden, daß es sich nur um die Erfas-  
sung eines, wenn auch besonders auffälligen Teilvorganges im Rahmen des  
Gesamtkomplexes der Abrasion handelt. Alle Prozesse des Kliffabbruchs,  
also die terrigenen Faktoren, können erst nach und durch die marine Auf-  
arbeitung der Kliffhalde, sowie die abrasive Destabilisierung des Kliff-  
fußes weiterhin wirken, was letztendlich ausschließlich durch die parallel  
fortschreitende Tieferlegung der submarinen Abrasionsplatte möglich wird.  
Die terrestrischen Faktoren allein, führen bereits nach geologisch kurzer  
Zeit zu standfesten Hängen, d. h. der Küstenrückgang findet ein Ende, wie  
dies bei den zahlreichen fossilen Kliffs der Fall ist.

Die Betrachtung terrestrischer Faktoren ist also nur zur Analyse des Mechanismus der Hangprozesse relevant, nicht aber zur Bestimmung des langfristigen Rückgangsgeschehens, für das allein die hydrodynamische Belastung den Motor darstellt. Bei Betrachtung des Abrasionsmechanismus ist daher die Einbeziehung des Zeitmaßstabes notwendig. Erfolgt eine langfristige Analyse, so reduziert sich die Zahl der Faktoren, die den Abrasionsfortschritt steuern auf zwei, die sich jeweils aus einer Vielzahl von Komponenten zusammensetzen:

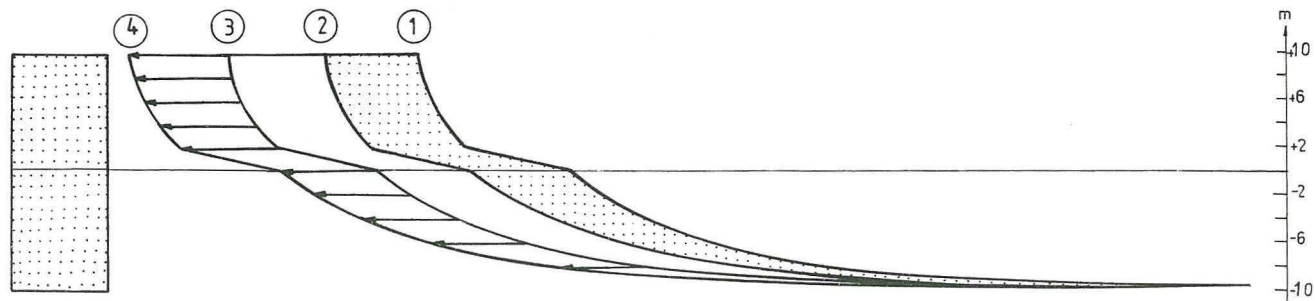
- den Abrasionswiderstand des Anstehenden;
- die hydrodynamische Belastung.

Die Rolle des uferparallelen Sedimenttransports bleibt dabei, wie eingangs festgelegt, außerhalb der Betrachtung. Die oft gestellt Frage, zu welchem Anteil der Küstenrückgang auf terrestrische Faktoren und zu welchem Anteil er auf marine Faktoren zurückzuführen sei, ist daher müßig. Der tendenzielle Küstenrückgang ist allein auf marine Faktoren zurückzuführen, während terrestrische Faktoren lediglich modifizierend auf den Prozeß einwirken.

## 2. Rückverlegung des Abrasionsprofils

Betrachtet man die Küstenentwicklung über längere Zeiträume, so ergibt sich, daß bestimmte hydrodynamische Bedingungen in bestimmten Gesteinen immer zu entsprechenden Schorreprofilen führen, wobei wieder die küstenparallele Sedimentschüttung als gleichbleibend angesehen wird (Bild 1).

Es ergibt sich daraus, daß der Küstenrückgang nur eine Rückverlegung, nicht aber eine tendenzielle Änderung des Küstenprofils bewirkt. Dies gilt natürlich erst von dem Zeitpunkt an, an dem das Abrasionsprofil ausgereift ist, also ein dynamisches Gleichgewicht zwischen der hydrodynamischen Belastung und dem Abrasionswiderstand des Anstehenden besteht. Zahlreiche Befunde sprechen dafür, daß dieser Zeitraum maximal in Jahrzehnten zu messen ist. In diesem Zusammenhang sei auch auf die von HURTIG mehrfach vertretene Ansicht verwiesen, daß die heutigen vergleichbaren Küstenformen bereits lange bestehen und lediglich im Zuge des Küstenrückgangs verlegt wurden. Natürlich handelt es sich nicht um eine absolute Konstanz des Küstenprofils. Diese entsteht erst bei langfristiger Betrachtung, indem sich die verschiedenen temporären Änderungen der Ufer- und Schorre-morphologie statistisch ausgleichen. Solche, teils zyklischen Schwankungen konnten durch häufige Vermessungen am Beispielgebiet des Hohen Ufers (Fischland) nachgewiesen



← Rückgangsbetrag (g)

▒ abraderte Fläche zwischen Zeit 1 und Zeit 2

Bild 1 Die prinzipielle Konstanz des Küstenprofils bei fortschreitendem Rückgang



werden. Räumlich und zeitlich alternierend traten dort erheblich Abbrüche auf, die zu folgenden Erscheinungen führten:

- starker Rückgang der Kliffoberkante,
- Verringerung der Kliffneigung durch Bildung von Schutthalden,
- Verschmälerung des Strandes.

In der Folgezeit war dann ein geringer oder kein Rückgang der Kliffoberkante bei gleichzeitigem Rückgang der Kliffunterkante und verzögert der Uferlinie zu beobachten, d. h. die Strandbreite wuchs und die Kliffneigung wurde höher bis zu dem Zeitpunkt, an dem ein neuer Rückgangszyklus begann (vgl. GURWELL 1985).

Ähnliche Zyklen sind auch von STERR (1985) für das Kliff beschrieben worden und konnten auch auf der Schorre erkannt werden. Für langfristige Bilanzen sind solche Vorgänge jedoch nicht relevant. Auch räumlich ist vielfach eine solche Zyklizität zu beobachten, indem Kliffstrecken die mehrjährig von starkem Rückgang betroffen waren für längere Zeit geringere oder keine Rückgangsbeträge am Kliff aufweisen (GURWELL 1985). Diese empirischen Feststellungen decken sich mit den oben vorgebrachten Überlegungen, wonach auf verstärkte Uferrückgänge eine längere Phase der Schorreabrasion, d. h. der Tieferlegung der Abrasionsplatte folgen muß, bis wieder ein Abrasionsprofil vorliegt, das mit der hydrodynamischen Belastung im dynamischen Gleichgewicht steht.

Auch in die Ergebnisse von kurzfristigen Schorremessungen gehen so natürlich temporäre Schwankungen des Küstenprofils ein, die jedoch nicht wie bei WEFER und FLEMMING (1976) extrapoliert werden dürfen.

Gerichtete Änderungen können dagegen nur auftreten, wenn sich der Abrasionswiderstand des Anstehenden ändert (Petrographie, Tektonik), oder die abradierenden Kräfte, d. h. in Sonderheit die hydrodynamischen Bedingungen. Letztere unterliegen nach neueren Untersuchungen von WEISS durchaus einer zeitlichen Variation. So zeigten sich beim Vergleich von fünfjährigen Reihen skalarer Energiesummen Schwankungen um etwa ein Drittel. Entsprechende temporäre Änderungen speziell des Schorreprofils sind zu erwarten. Auch wenn sich diese Änderungen zum Teil statistisch ausgleichen, ist von einem modifizierenden Einfluß auf das Geschehen auszugehen, das in einer prinzipiellen Entwicklungslinie jedoch durch die Konstanz des zurückweichenden Küstenprofils geprägt ist. Es folgt zwangsläufig, daß die gleichen Rückgangsbeträge, die am Kliff gemessen werden, langfristig auch an jedem be-

liebigen Punkt der Schorre auftreten müssen, bis hin zu jener kritischen Wassertiefe an der die Abrasionswirkung aufhört. In dieser Wassertiefe muß also im Zuge des Küstenrückgangs eine submarine Terrasse entstehen. Entsprechend der sich zum Tiefwasser verringernden Schorreneigung bedeuten gleichbleibende Rückgangsbeträge aller Isobathen, daß die vertikale Abrasionstiefe in einem bestimmten Zeitintervall (also z. B. von Phase 1 zu Phase 2 in Bild 1) mit zunehmender Wassertiefe abnimmt. In diese Vorstellungen eingebettet liefern auch die Naturmessungen von WEFER und FLEMMING u. a. (1976) gut interpretierbare Ergebnisse (Bild 2).

### 3. Quantifizierung des Abrasionsvolumens

Diese Überlegungen ergeben, daß sich die Fläche (Bild 2) zwischen den Küstenprofilen (1) und (2) in einzelne Parallelogramme zerlegen läßt. Der Flächeninhalt dieser Parallelogramme wird nach der Formel  $g \cdot h_n$  bestimmt, wobei  $g$  der Rückgangsbetrag und  $h_n$  das Höhen- und Tiefenintervall ist. Wählt man  $h_n$  unendlich klein, so ergibt sich eine Übereinstimmung von Kurvenverlauf und Parallelogrammen. Der addierte Flächeninhalt der einzelnen Parallelogramme entspricht in jedem Fall dem des Rechtecks, das gebildet wird aus Rückgangswert und Küstenhöhe (Uferhöhe + kritischer Wassertiefe), wie in Bild 2 dargestellt (vgl. Bild 1). Zur Bestimmung der Sedimentmenge, die von Schorre und Ufer abradiert wird, sind also nur diese beiden Werte und die Länge des zu betrachtenden Küstenabschnittes erforderlich. Die Schorreneigung und damit die Breite der Abrasionsplatte sowie das konkrete Relief, einschließlich der Differenzierung in Riffe, Rinnen, Strandwälle etc. haben für die langfristige Sedimentbilanzierung also keine Bedeutung. In dieses Modell eingebettet, ergeben sich für langfristige Bilanzen ganz andere Konsequenzen als sie von WEFER und FLEMMING (1976) aus Naturmessungen der Geschiebemergelabration für einen relativ kurzen Zeitraum gezogen wurden. Diese Messungen erbrachten folgende Werte der Abrasionstiefe:

- in 1,7 m Wassertiefe      2,12 cm/a,
- in 3 m Wassertiefe      2,4 cm/a,
- in 10 m Wassertiefe      0,16 cm/a.

Ein weiteres wichtiges Ergebnis dieser Untersuchungen ist, daß im Untersuchungsgebiet auch in 10 m Wassertiefe die gesamte Sedimentdecke wenigstens einmal im Jahr in Bewegung war und der anstehende Mergel abradiert wurde.

Die Berechnung des Abrasionsvolumens reduziert sich auf die Multiplikation

Rückgangswert ( $g$ ) • Küstenhöhe ( $h$ ) • Länge des Küstenabschnitts ( $l$ )

$g$  = Betrag des Küstenrückgangs

$h$  = Uferhöhe über HN + kritische Wassertiefe ( $\hat{=}$  Isobathe bis zu der abradiert wird)

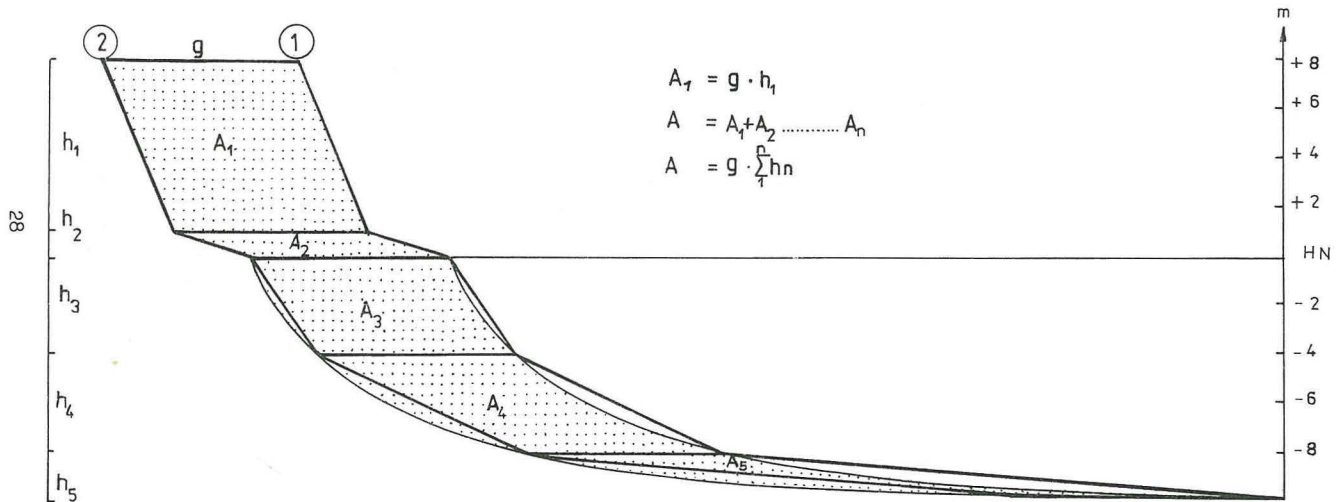


Bild 2 Berechnung des Abrasionsvolumens



Aus den gewonnenen Meßwerten bestimmten WEFER und FLEMMING u. a. (1976) den auf der Schorre abradierten Sedimentkörper. In Näherung wurde dazu offenbar ein prismatischer Körper mit Trapez-Querschnitt berechnet, der durch folgende Parameter festgelegt ist:

- Länge des betrachteten Küstenabschnittes,
- Breite der Abrasionsplatte bis zur 10-m-Isobathe,
- jeweilige Mächtigkeit der abradierten Schicht.

Aus den zehnmal höheren Abrasionstiefen in Ufernähe gegenüber denen in Uferferne wurde weiterhin geschlußfolgert, daß sich ein Abbau der Abrasionsplatte vollzieht. Sowohl diese Schlußfolgerung als auch der Ansatz zur Berechnung des abradierten Körpers sind unkorrekt, sobald man die Ergebnisse für eine langfristige Betrachtung extrapoliert, bei der die Eliminierung temporärer Schwankungen wesentliche Voraussetzung ist. Dabei würde die konsequente Verfolgung dieses Konzeptes bedeuten, daß die Schorreentwicklung an einen Punkt gelangt, an dem ein Steilabfall von der Uferlinie bis in Wassertiefen über 10 m auftritt (Bild 3).

Greifen wir auf unser Konzept zurück, so ergibt sich die Notwendigkeit einer möglichst exakten Ermittlung der Rückgangswerte und der Küstenhöhe. Die Bestimmung des Rückgangswertes ( $g$ ) ist aus Kartenvergleichen möglich. Da der Wert  $g$  prinzipiell langfristig für jeden Punkt des Küstenprofils gleich ist, empfiehlt es sich, kurzfristige Schwankungen des Küstenquerschnitts durch Bildung eines Mittelwertes zu eliminieren. Zur Mittelwertbildung sollten alle Angaben des Rückgangs einzelner Uferelemente (Kliffoberkante, Kliffunterkante, Mittelwasserlinie) ebenso herangezogen werden wie auch Angaben zum Rückgang einzelner Isobathen.

Schwieriger gestaltet sich die Bestimmung der abradierten Küstenhöhe ( $h$ ), die sich aus der leicht zu ermittelnden Uferhöhe über HN und der kritischen Wassertiefe zusammensetzt, bis zu der eine Abrasion stattfindet. Dieser Wert ist für jeden Küstenabschnitt anders, da in ihn neben dem Abrasionswiderstand des anstehenden Gesteins vor allem auch die hydrodynamische Belastung, in Sonderheit die Energie des Tiefwasserseegangs eingeht. Die Bestimmung der kritischen Wassertiefe kann prinzipiell über Berechnungen, Modellversuche oder sedimentologische und geomorphologische Befunde erfolgen, wobei jedoch nur Näherungen erreichbar sind.

Unter Beachtung der gegenseitigen Stützung verschiedener Befunde (Abschnitt 5.) wird für die Außenküste der DDR von Werten ausgegangen, die

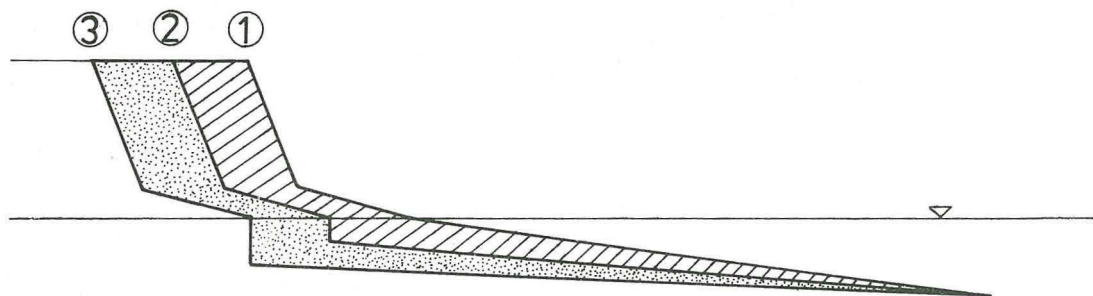


Bild 3    Prinzipskizze zum Abbau der Abrasionsplatte  
 wie er sich bei Extrapolation des Konzepts von  
 WEFER und FLEMMING u. a. (1976) vollziehen müßte

sich zwischen -6 m HN im Minimalfall und -15 m HN im Maximalfall bewegen. In den inneren Seegewässern sind die kritischen Wassertiefen erheblich niedriger und können bis auf Werte um -1 m HN absinken.

Insgesamt muß aber festgestellt werden, daß richtungsweisende Arbeiten zu der sehr wichtigen Frage der kritischen Wassertiefe noch ausstehen. Damit sind alle konkreten lokalen Werte ebenso wie der angegebene Rahmen noch mit hohen Unsicherheiten behaftet.

#### 4. Abrasion und Sedimentschüttung

Bei Betrachtung der Sedimentbilanzen berücksichtigen einige Autoren lediglich die Sedimentschüttung vom Kliff, während das von der Schorre abradiierte Material unberücksichtigt bleibt (z. B. GEINITZ (1903), ZANDER (1934), BENTHIN (1957)). Dies ist um so verwunderlicher, als gleichzeitig der Versuch zur Bilanzierung von Uferrückgang einerseits und subaquatischer Sedimentakkumulation andererseits unternommen wird.

Erst bei SEIFFERT (1955) wurde die submarine Abrasion einbezogen. Ihre Ermittlung erfolgte über den Vergleich von Tiefenkarten, wobei für einen bestimmten Steilküstenabschnitt ein Abrasionsvolumen von 20.000 m<sup>3</sup>/a über NN und 85.000 m<sup>3</sup>/a unter NN ermittelt wurden.

Nach den Naturmessungen von WEFER und FLEMMING (loc. cit) und dem dabei verwendeten Ansatz (Abschnitt 3.) ergab sich, daß 87 % der Gesamtschüttung des Küstenabschnittes von der Schorre und nur 13 % von dem durchschnittlich 7 m hohen Kliff stammen. Daß dieses Ergebnis nur kurzzeitige Änderungen des Küstenprofils belegt und nicht extrapoliert werden darf, ergibt sich aus Abschnitt 3. Für langfristige Bilanzen ist dieser Schorreanteil wesentlich zu hoch, dennoch zeigen diese Zahlen bereits die wichtige Rolle des submarinen Abrasionsanteils. Daher sollten die im folgenden dargestellten Parameter gesondert ausgewiesen werden für Schorre, Ufer und den Küstenabschnitt insgesamt.

Eine weitere Unterscheidung, die bei jeder Sedimentbilanzierung vorgenommen werden muß, ist die zwischen dem abradierten Volumen und dem Volumen des daraus entstehenden rezenten Sedimentkörpers.

Bei der Sedimenttransformation von anstehendem Pleistozän zu rezenten litoralen Sedimenten tritt zumeist ein Defizit auf, das u. a. auf den Ferntransport der feinsten Fraktionen zurückzuführen ist. Das bedeutet, daß nur der zum Aufbau potentieller litoraler Sedimentkörper effektiv verwendbare

Korngrößenanteil des abradierten Volumens zur Bilanzierung herangezogen werden darf.

Weiterhin ist die unterschiedliche Kompaktion der abradierten Sedimente (z. B. Mergel, vorbelasteter Beckensand) einerseits und der rezenten litoralen Sedimente andererseits, zu berücksichtigen. Somit besteht also ein deutlicher Unterschied zwischen dem Abrasionsvolumen und dem Schüttungsvolumen. Beide Volumenwerte gelten jeweils für eine festgelegte Küstenlänge und einen ermittelten Zeitraum. Um nun verschiedene Küstenabschnitte hinsichtlich ihrer Bedeutung für die Küstendynamik vergleichbar zu machen, wird die Einführung eines Abrasionsindex und eines Schüttungsindex vorgeschlagen (in Abstimmung und Übereinstimmung mit Herrn Dr. Gomolka, Greifswald).

Hierbei wird der Volumenswert bezogen auf ein Jahr und 1 m Küstenlänge. Insgesamt sind damit folgende Parameter einzuführen, die getrennt für die räumlichen Einheiten (Schorre, Ufer, Küstenabschnitt insgesamt) bestimmt werden.

#### **Abrasionsvolumen VA (m<sup>3</sup>)**

Das Volumen, das in einem abgegrenzten Zeitraum in einem abgegrenzten Küstenabschnitt abradiert wurde.

#### **Abrasionsindex VA (m<sup>3</sup>/a/lfd. m)**

Das Volumen, das (im langfristigen Mittel) jährlich von einem Meter Küstenlänge (der die Durchschnittshöhe des betrachteten Abschnitts besitzt) abradiert wird.

#### **Schüttungsvolumen VS (m<sup>3</sup>)**

Das aus einem gegebenen Abrasionsvolumen geschüttete Volumen solcher Klastika, die effektiv für den litoralen Sedimenthaushalt zur Verfügung stehen.

#### **Schüttungsindex VS (m<sup>3</sup>/a/lfd. m)**

Das aus der durchschnittlichen jährlichen Abrasion von einem Meter Küstenlänge geschüttete Volumen solcher Klastika, die effektiv für den litoralen Sedimenthaushalt zur Verfügung stehen.

Die Bestimmung des Abrasionsvolumens (VA) erfolgt durch Multiplikation von Rückgangswert (g) und Küstenhöhe (h) – vgl. Abschnitt 3. Der Abrasionsindex (VA) läßt sich aus dem Abrasionsvolumen ableiten, indem dieses dividiert wird durch die Anzahl der Jahre des betrachteten Zeitraums und die Länge des betrachteten Küstenabschnittes in Meter. Eine andere Möglichkeit zur Berechnung des Abrasionsindex besteht in der Multiplikation von:

- durchschnittlicher Küstenhöhe des Abschnitts;
- durchschnittlichem jährlichen Rückgangswert;
- 1 m Küstenlänge.

Aufwendiger ist dagegen die Berechnung des Schüttungsvolumens (VS). Folgende Eingangsgrößen sind dafür Voraussetzung:

- Abrasionsvolumen;
  - Anteil der einzelnen Sedimente am Abrasionsvolumen:
- (Die Ermittlung kann z. B. durch Planimetrieren einer großmaßstäblichen geologischen Anschnittskartierung erfolgen);
- Korngrößenverteilung der anstehenden Sedimente;
  - Trockenrohdichte der abradierten und entstehenden Sedimente.

Die Berechnung des Schüttungsvolumens erfolgt dann getrennt für jedes Ausgangssediment in folgenden Arbeitsschritten:

- Bestimmung des Abrasionsvolumens des einzelnen Sediments aus dem abradierten Gesamtvolumen und dem Anteil des Sedimentes in Volumeneinheiten ( $m^3$ );
- Umrechnung über die Trockenrohdichte des Ausgangssedimentes in Masseinheiten (t);
- Subtraktion des Masseanteils entsprechend der Kornverteilung des Ausgangsgesteins, der für den litoralen Sedimenthaushalt nicht nutzbar ist;
- Umrechnung des Masseanteils über die Trockenrohdichte der transformierten Sedimente in Volumenanteile ( $m^3$ ).

Die so ermittelten Volumenanteile der einzelnen Ausgangssedimente werden addiert zum Gesamt-Schüttungsvolumen. Der Schüttungsindex (VSI) wird aus dem Schüttungsvolumen eines bestimmten Küstenabschnitts in einem bestimmten Zeitraum abgeleitet, indem dieses dividiert wird durch die Länge des Küstenabschnitts (in m) und die Anzahl der betrachteten Jahre. Ein anderer Weg besteht in der Berechnung des Schüttungsvolumens für einen Küstenabschnitt von 1 m Länge unter Zugrundelegung des durchschnittlichen geologischen Aufbaus sowie des durchschnittlichen jährlichen Rückgangs.

## 5. Sedimentbilanz am Beispielgebiet Fischland

Grundlage der Sedimentbilanzierung Fischland sind mehrjährige Geländearbeiten zur lokalen Situation (vgl. GURWELL 1985, GURWELL 1986, SCHULZ und AHRENS 1985).



In den Schorreanteil der nachfolgend berechneten Parameter geht die kritische Wassertiefe als wichtige Größe ein, die nährungsweise festzulegen ist. Für den Küstenabschnitt des Fischlandes legen verschiedene Befunde einen Wert um -10 m HN nahe. So zeigt sich in dieser Tiefe eine sehr breite Verebnungsfläche (Abrasionsterrasse) sowie eine Gerölllage im Bereich der Sandentnahmestelle für die künstliche Strandernährung Wustrow. Diese Gerölllage ist offensichtlich das Residualsediment des abradierten Inselkernes, da sie mesolithische Feuersteinwerkzeuge enthält.

Berechnungen zur Hydrodynamik sowie weitere Naturbeobachtungen sprechen ebenfalls für einen Wert um -10 m HN, wobei auch in tieferen Bereichen mit episodischer geringfügiger Abrasion gerechnet werden kann. In diesem Sinne wurden Modellrechnungen für den Inselkern des Fischlandes durchgeführt, wobei jeweils eine differenzierte Berechnung für die geologischen Einheiten und für Schorre und Ufer erfolgte.

Neben dem oben ausgeführten küstendynamischen Modell wurde der konkrete Küstenrückgang nach GURWELL (1986) zugrunde gelegt. Daraus ergaben sich die einzelnen Abrasionsvolumina (VA) und abgeleitet die Abrasionsindizes (VAI), die einen Vergleich mit anderen Küstenabschnitten ermöglichen.

Tabelle 1      Abrasionsvolumen - Abrasionsindex

Geologische Einheit	Abrasionsvolumen in m <sup>3</sup> (jährlich, unter Zugrunde- legung des durch- schnittl. Rückgangs)			Länge des Küsten- abschn. in Meter	Abrasionsindex in m <sup>3</sup> /a/lfd.m Küste		
	Schorre	Ufer	Gesamt		Schorre	Ufer	Gesamt
Niehäger Sandberg	4004	2842	6846	910	4,4	3,1	7,5
Südliches Lehmufer	2806	3031	5837	610	4,6	5,0	9,6
Südliche Sandmulde	2530	3187	5717	550	4,6	5,8	10,4
Nördliches Lehmufer	3308	4366	7674	525	6,3	8,3	14,6
Nördliche Sandmulde	1942	2177	4119	555	3,5	3,9	7,4
Fischland insgesamt	14590	15603	30193	3150	4,6	5,0	9,6

So konnte der mittlere jährliche Abrasionsverlust der Gesamtstrecke mit rd. 30 Tm<sup>3</sup> ermittelt werden, wobei Ufer und Schorre im Gesamtabschnitt nahezu mit gleichen Anteilen beteiligt sind. Entsprechend der unterschiedlichen Küstengeometrie in den einzelnen Einheiten schwanken die Anteile des Abrasionsvolumens Schorre : Ufer von 58 % : 42 % (Niehäger Sandberg) bis 43 % : 57 % (Nördliches Lehmufers).

Zur Berechnung des Schüttungsvolumens (VS) sind außer dem Abrasionsvolumen zu bestimmen:

- Anteil der einzelnen Sedimente am Küstenaufbau;
- Kornverteilung der einzelnen Sedimente;
- Trockenrohdichte.

Die Ermittlung des Anteils der wesentlichen Kliffsedimente erfolgte, indem ihre Fläche auf dem detaillierten geologischen Kliffprofil von SCHULZ und AHRENS (1985) planimetriert wurde. Danach beträgt der Geschiebemergelanteil am nördlichen und am südlichen Lehmufers 95 %, während des Gesamtkliffs zu rd. 60 % aus Mergel, zu 20 % aus Heidesand und zu jeweils rd. 10 % aus Beckensedimenten und Klifftranddünen aufgebaut ist (vgl. Tab. 2).

Tabelle 2 Sedimentanteile an der Gesamtfläche des Kliffs

Einheit	Fläche in %					Länge d. Küstenabschn.
	Mergel	Beckenbildung	Heidesand	Klifftranddünen		
Niehäger Sandberg	63,5	./.	18,5	18,0	100 %	910 m
Südl. Althäger Lehmufers	96,05	0,15	0,55	3,25	100 %	610 m
Südl. Althäger Sandmulde	15,5	43,5	26,9	14,1	100 %	550 m
Nördl. Althäger Lehmufers	94,6	./.	4,2	1,2	100 %	525 m
Nördl. Althäger Sandmulde	34,9	7,6	53,5	4,2	100 %	555 m
Fischland insgesamt	61,5	10,6	19,5	8,4	100 %	3150 m

Berücksichtigt man neben den Flächenanteilen der einzelnen Sedimente deren durchschnittliche Korngrößenverteilung, so kann man den Anteil der einzelnen Korngrößenklassen an den speziellen Kliffeinheiten sowie am Gesamtkliff bestimmen.

Tabelle 3      Anteil der Korngrößenklassen in den Kliffeinheiten  
in Prozent

	Ton	Schluff	Sand	Kies
Niehäger Sandberg	8,4	37,8	52,4	1,4
Südl. Lehmufur	12,5	51,0	34,3	2,1
Südl. Sandmulde	4,8	26,9	67,8	0,5
Nördl. Lehmufur	12,3	50,4	35,2	2,1
Nördl. Sandmulde	5,1	28,7	65,4	0,8
Gesamtkliff	8,6	39,0	51,0	1,4

Unter Zugrundelegung dieser Werte und der Trockenrohdichten nach REH (1967) erfolgte eine Umrechnung in t/a (Tabelle 4, Zeile 2). Von dieser insgesamt aus den abradierten Sedimenten stammenden Sedimentmasse wurde nun der Teil ermittelt, der im Rahmen der Sedimenttransformation effektiv für den litoralen Sedimenthaushalt zur Verfügung steht. Dabei wurde davon ausgegangen, daß neben Sand, Kies, Geröllen und Blöcken noch 10 % dieser Menge an Schluff in litorale Sedimentkörper eingebaut werden kann (Tabelle 4, Zeile 3). Diese Masse wurde wieder über die Trockenrohdichte (nach REH 1967) in m<sup>3</sup> litoraler Sedimente umgerechnet.

Tabelle 4      Berechnung des durchschnittlichen jährlichen Schüttungsvolumens des Fischlandes

	Mergel	Becken- bildung	Heide- sand	Kliff- randdünen	Gesamt
1 Abrasionsvolumen (m <sup>3</sup> /a)	18569	3200	5888	2536	30193
2 abradierete Masse (t/a)	33424	5344	9656	3931	
3 relevante Masse (t/a)	12684	3697	9092	3923	
4 Schüttungsvolumen (m <sup>3</sup> /a)	8290	2416	5942	2564	19212

Das Schüttungsvolumen (VS) des Fischlandes (Schorre und Ufer) beträgt also 19212 m<sup>3</sup>/a, was 63 % des Abrasionsvolumens entspricht. Für den Schüttungsindex (VSI) ergeben sich 6,1 m<sup>3</sup>/a/lfd.m Küste.

Die Quantifizierung des natürlichen Abrasionsvolumens und des Schüttungsvolumens, hat erhebliche Bedeutung für die Beantwortung praktischer Fragen des technischen Küstenschutzes. Vor allem auch aus den dargelegten Vorstellungen zur langfristigen Abrasionswirkung ergeben sich prinzipielle Konsequenzen für die Möglichkeiten zur technischen Beeinflussbarkeit der Küstenentwicklung.

## Literatur

- BENTHIN, B.:  
Der Landverlust am Hohen Ufer des Fischlandes von 1903 - 1952. -  
Archiv Freunde Naturgesch. Mecklbg.,  
Rostock 3 (1957), S. 11 - 31.
- BÜLOW, K. v.:  
Abrasion. -  
Geologie, Berlin 9 (1960), S. 471 - 481.
- GEINITZ, E.:  
Die Landverluste an der mecklenburgischen Küste. -  
Mitt. Meckl. Geol. L. A., Rostock 11 (1903).
- GURWELL, B. R.:  
Komplexe Bearbeitung der Steiluferproblematik und erste Ergebnisse vom  
Hohen Ufer des Fischlandes. -  
Wiss. Z. E.-M.-Arndt-Univ. Greifswald, math.-nat.-R.,  
Greifswald 34 (1985) 4, S. 33 - 36.
- GURWELL, B. R. u. a.:  
Untersuchung signifikanter Parameter des Hohen Ufers (Fischland) und  
Interpretation seiner Lithodynamik sowie Ableitung effektiver Sicherungsmaßnahmen. -  
Warnemünde, WWD-Küste, unveröff. F/E-Ber., 1986.
- GURWELL, B. R.:  
Prinzipielle Möglichkeiten zur technischen Beeinflussung der Küstenentwicklung. -  
Z. geol. Wiss., Berlin 17 (1989) in Vorber.
- GURWELL, B. R.; WEISS, D.; ZIELISCH, E.:  
Beitrag zur Charakterisierung von physiographischen Einheiten und Bilanzsystemen. -  
Z. geol. Wiss., Berlin 10 (1982), S. 1347 - 1355.
- KLUG, H.; STERR, H.; BOEDEKER, D.:  
Die Ostseeküste zwischen Kiel und Flensburg. -  
Geogr. Rdsch., Braunschweig 40 (1988) 5, S. 6 - 14.
- KUHRT, J.:  
Bodenphysikalische Untersuchungen an Lockergesteinsproben des Hohen Ufers (Fischland). -  
Dresden, Hochschule für Verkehrswesen, Praktikumsarbeit, 1986
- REH, M.:  
Monographische Bearbeitung geologisch-genetischer Gesteinskomplexe im Rahmen ingenieurgeologischer Untersuchungen: Sande. -  
Zentral. Geol. Inst., Wiss. Techn. Zentrum, Berlin 1967, unveröff. Manusk.



- RICHTER, H. C.; KLENGEL, K. J.; SÄNGER, R.:  
 Untersuchungen des Wissenschaftsbereiches Geotechnik an Steiluferabschnitten der Ostseeküste der DDR zu geotechnischen Problemen der Kliffdynamik. -  
 Wiss. Z. Hochsch. f. Verkehrsw., Dresden (1988) in Vorb.
- SÄNGER, R.:  
 Darstellung der Prozeßentwicklung an Steilufern in Abhängigkeit des komplexen Zusammenspiels der wirksamen Faktoren. -  
 Dresden, Hochsch. f. Verkehrsw., Dipl.-Arbeit, 1985.
- SCHULZ, W. und AHRENS, H.:  
 Ingenieurgeologisches Gutachten zur Steilufersicherung des Hohen Ufers, Fischland. -  
 VEB Geol. Forsch. u. Erk., Schwerin 1985, unveröff. Manusk., 50 S., 17 Anl.
- SEIFERT, G.:  
 Die Steilufer als Lieferanten der Sandwanderung.  
 Versuch einer quantitativen Materialbilanz an der Schleswig-Holsteinischen Ostseeküste. -  
 Meyniana, Kiel 4 (1955), S. 78 - 83.
- STERR, H.:  
 Aktual-morphologische Entwicklungstendenzen der Schleswig-Holsteinischen Ostseeküste. -  
 Kieler geogr. Schr., Kiel 62 (1985), S. 165 - 197.
- WEFER, G.; FLEMMING, B. und Tauchergruppe Kiel:  
 Submarine Abrasion des Geschiebemergels vor Bokniseck (Westl. Ostsee). -  
 Meyniana, Kiel 28 (1976), S. 87 - 94, 3 Abb., 2 Taf.
- WEISS, D.:  
 Belastung und Veränderung von Natursteinwellenbrechern.-  
 Beiträge zur Meereskunde, Berlin (1989) in Vorber.
- ZANDER, R.:  
 Die rezenten Änderungen der Mecklenburgischen Küste. -  
 Beih. Mitt. Geogr. Ges. Rostock Nr. 1, Rostock 1934, 78 S.